以孢粉学方法为例浅论黄土沉积物中微体炭屑的统计问题①

王梓莎[1,2]， 赵永涛[1]， 苗运法[1,2]， 邹亚国[1,2]， 唐国乾[3]

（1 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000； 2 中国科学院大学，北京 100049；
3 兰州大学，甘肃 兰州 730000）

摘 要：作为火的代用指标—炭屑在过去生态环境变化及人类活动研究中具有重要意义，基于孢粉学方法开展的微体炭屑—火的研究得到了研究者的广泛关注，但关于炭屑统计的标准目前尚未统一。通过选取黄土高原灵台剖面顶部 13 m 共 16 个样品，采用孢粉流程法提取炭屑（外加石松孢子以计算炭屑浓度），对样品进行随机分组统计。具体方法如下：统计时以 50 粒外加石松孢子为单组，每个样品累计统计 20 组，且每组中按形态（长宽比）分为长条形炭屑与近圆形炭屑，按大小划分为 10 ~ 30 μm，30 ~ 50 μm，50 ~ 100 μm 和 > 100 μm 共 4 种粒级。结果表明 20 个单组中炭屑含量相近但有一定波动性（标准偏差 0.06% ~ 8.70%）；当石松孢子累计统计 500 粒（10 组）以上时，炭屑浓度、各粒径炭屑所占百分比趋于稳定（相关系数 $r = 0.99$）；当石松孢子累计统计 300 粒（6 组）以上时，炭屑的长/圆比值趋于稳定（标准偏差 0.01 ~ 0.24，$r = 0.87$）。基于以上结果，建议在黄土高原微体炭屑研究中统计 500 ± 50 粒的石松孢子，以确保数据稳定。以此为基础，初步发现灵台地区自 165 ka 以来，火事件较为频繁，草本较木本植被更占优势，此结果与该地区黄土—古土壤中元素碳含量等数据有较好对应关系，表明该地区的古火发生与环境变化具有较强联系。

关 键 词： 黄土高原；炭屑统计；古火；环境变化
文章编号

火是地球生态系统中植物、大气和全球碳循环之间重要的生态因子，也是探讨人类对植被、生态等人地关系影响的重要依据之一[1]。炭屑是生物体（主要为植物）不完全燃烧产生的黑色无机碳化合物[2]，可作为火的理想代用指标[3]。其中，微体炭屑是指肉眼无法识别、需要借助显微镜进行辨别的微小炭屑（粒径 < 125 μm）[4]，具有沉积连续，来源相对稳定的特点。微体炭屑的浓度/沉积通量、粒径、形态等则可作为火灾发生强度/频率、距离和植被燃烧类型的代用指标，用于开展古火重建工作。

目前，国内关于微体炭屑的研究多集中在利用河流湖泊[5-7]、海洋[8]、黄土—古土壤[9-11]等沉积物提取炭屑：一方面进行炭屑形态与不同植被类型关系（比如木本、草本植物）的分析，恢复地质历史时期燃烧植被类型和古火发生源区[12-14]，比如苗运法等在中新世青藏高原发现燃烧植被中草本与木本所占比例基本一致，推测燃烧主要发生在森林—草原过渡地带[15]；另一方面利用浓度变化等反演火的频率、强度及其变化来探讨古植被、古气候[16-17]、古人类活动[18-20]等，如谭志海等利用炭屑探讨了黄土高原全新世气候变化与火灾、植被组成及人类活动的关系[18]。

与此同时，一些研究者对炭屑的提取方法、统计分析等问题做了初步的分析。陆岸青等以越南红河的炭屑为对象，设计了 4 种不同的实验处理方式进行对比研究，发现采用孢粉 HF 酸处理法所提取炭屑杂质少，镜下形态清晰，便于统计[21]；张建平等通过对 23 种现代植物明火燃烧后的炭屑形态对比和

① **收稿日期**：2019 - 11 - 10； **修订日期**：2020 - 04 - 05
基金项目：国家自然科学基金（41772181，41807440）；黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金（SKLLQG1515）；甘肃省自然科学基金（18JR3RA395）；国家"万人计划"青年拔尖人才；中科院'西部之光'和中科院青年创新促进会优秀会员（2014383）资助
作者简介：王梓莎（1996 - ），女，硕士研究生，研究方向为自然地理学与孢粉学. E-mail：wzsbgyx163. com
通讯作者：苗运法，男，博士，研究员. E-mail：yunfine2000@ sina. com

分析,发现了炭屑长宽比(长轴/短轴)值可以用来区分草本植物与木本植物炭屑,且应用于渭南剖面进行炭屑形态鉴定,基于炭屑重建的古气候与孢粉、植硅体等数据的重建结果基本一致[22];李宜垠等对炭屑统计常用的几种方法进行了对比研究,结果发现点接触法、图像识别法、颗粒计数法和分粒级法所得结果具有较高的相似性,其中利用 202 刻点接触法进行炭屑浓度鉴定速度快、统计误差较小[23]。炭屑提取常用孢粉流程法,这种方法需同时统计样品中炭屑数量及外加石松孢子数量,并以此换算炭屑浓度。炭屑统计数量影响所得炭屑浓度,且决定着统计工作量及鉴定速度;作为统计标志物的外加石松孢子数量则对统计的炭屑数量有一定影响。目前采用孢粉流程法进行炭屑提取的工作中,炭屑统计通常与孢粉的鉴定统计同时进行。为保证各种属孢粉的比例往往需要统计 300~600 粒乃至更多的花粉,随之统计的石松孢子数量有较大不确定性。以炭屑为主的统计应当以一定数量的石松孢子换算较为稳定的炭屑浓度。然而,迄今为止关于炭屑统计数量标准的研究较少,导致在炭屑统计过程中标准不一、方法各异,大大降低了不同区域、不同研究者研究结果的可比性。为此本研究取黄土高原地区的灵台剖面顶部 13 m 以上的 16 个黄土—古土壤样品,选用标准的孢粉流程法进行炭屑提取,目的是为了探讨采用孢粉流程法提取炭屑时外加石松孢子的合理统计数量。

1 材料与方法

灵台(LT)剖面位于甘肃省灵台县任家坡村(33°04′N,107°39′E),是发育厚度最大、堆积序列最完整的黄土—古土壤沉积序列[24]。该地区黄土塬面平均海拔 1 400 m,年均温 8.6 ℃,温度变化范围为 -23.2~35.8 ℃,年降雨量为 654.4 mm,属泾渭河冷温带亚湿润区[25]。LT 剖面总厚度 288 m,其中顶部黑垆土厚 1.5 m;第四纪黄土厚 170 m,包括马兰黄土 6.3 m、离石黄土 83.39 m、午城黄土 119.2 m;红粘土地层厚约 120 m,底部不整合于第三系暗红色湖相粘土质砂岩之上[26]。本研究选取该剖面上部 13 m(S_0、L_1、S_1 全部及 L_2 上部 2.1 m)样品共 16 个(其中黄土样品 9 个,古土壤样品 7 个),采用孢粉流程法提取炭屑;然后进行镜下统计,利用外加石松孢子的数量换算炭屑浓度,采用随机分组统计以评估统计误差。

根据野外地层对比及前人研究划分地层[26],依据黄土—古土壤 S_0、L_1、S_1、L_2 标志层顶底界年龄[27]建立本文所涉地层的时间标尺。

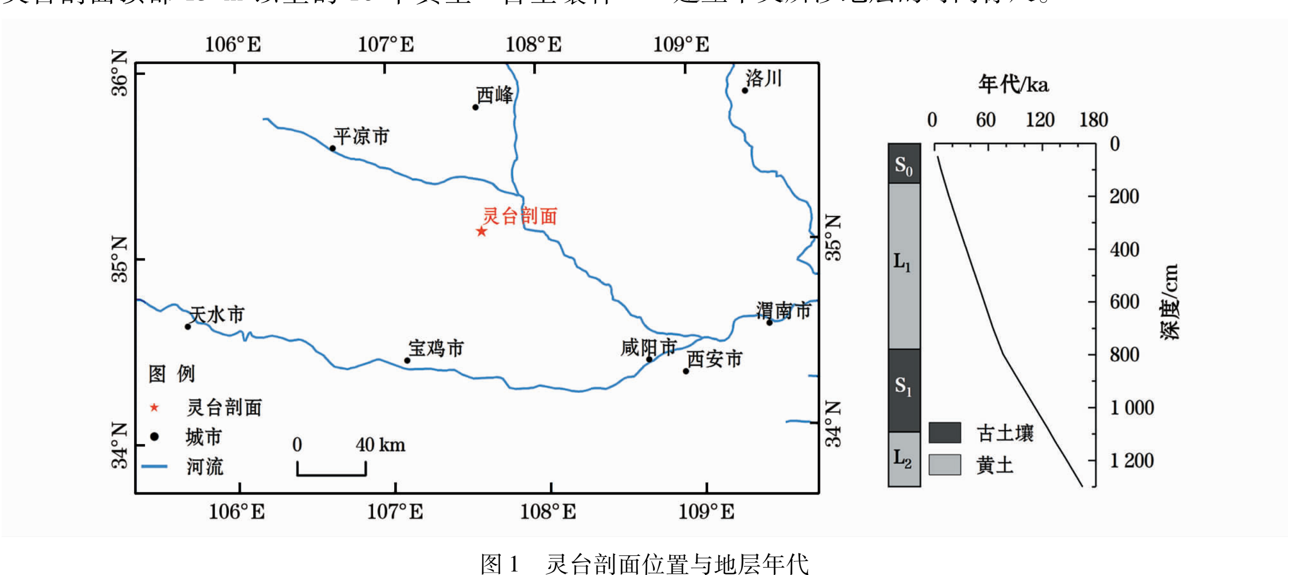


图 1 灵台剖面位置与地层年代

Fig. 1 Location of the research site and age-depth model of the LT profile

1.1 炭屑提取

本研究采用孢粉流程法,其步骤为:(1)样品自然风干后,称取 15~25 g;每个样品中加入一粒石松孢子片(约 27 600 粒·片$^{-1}$)。(2)加入 9% 的稀盐酸约 150 mL(视样品量和反应情况酌情增加 15~20 mL)去除样品中碳酸盐物质,确保充分反应,换水洗至中性,用水浴干锅将样品蒸干。(3)加入 40% 的氢氟酸约 100 mL 去除样品中硅酸盐物质,反应彻底之后再次清洗样品至中性。(4)先后使用 125 目筛网和 8~10 μm 的筛布及超声波清洗去除大颗粒物

质及微细颗粒或粘粒径的杂质,再浮选提取样品中的炭屑于试管中,离心去除浮液。(5) 加入 9% 的稀盐酸 10 ~ 20 mL,蒸煮 30 ~ 40 min 去除杂质,采用离心的方法清洗样品至中性,收集样品于小指管。

所有样品实验均在中国科学院西北生态环境资源研究院沙漠与沙漠化重点实验室的孢粉实验室进行。

1.2 炭屑统计

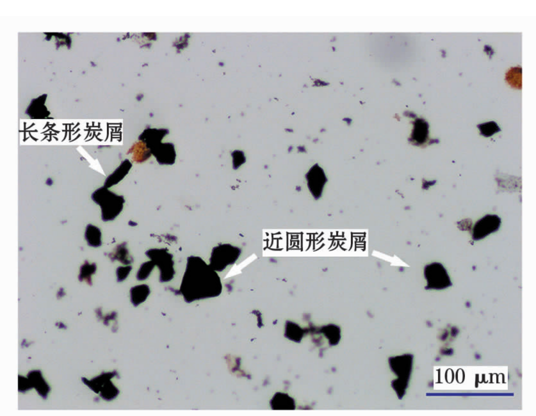
炭屑在显微镜下鉴定主要表现为有棱角、不透明、坚硬易碎的黑色或棕色块状物[23]。对于炭屑的统计,主要有面积浓度法、点触法[28]、图像识别法[29]、颗粒计数和沉积通量[30]等统计方法。本研究使用颗粒计数法即在显微镜下统计炭屑的粒数,根据炭屑粒径大小和形态分别计数:通过炭屑长宽比,将其分为长条形炭屑和近圆形炭屑分别计数,以区分草本植物和木本植物[23];并以 10 μm 为间隔将炭屑分级统计,之后根据粒径大小汇总分为五个级别[31]。

将处理好的样品取适量加甘油制成活动片,置于显微镜载物台进行镜下鉴定和统计,同时统计外加石松孢子的数量以换算炭屑浓度。浓度计算公式为:

$$W = A \times N / B / G \qquad (1)$$

式中:W 为炭屑浓度(粒 · g^{-1});A 为统计的炭屑数;N 为外加石松孢子数(约 27 600 粒/片);B 为统计的石松孢子数;G 为样品重量(g)。

统计炭屑数量时需要同时统计外加石松孢子数量以换算炭屑浓度,为研究炭屑统计中外加石松孢子的合理统计数量,本文统计中采用分组统计法:将每统计 50 粒石松孢子时统计的炭屑数量记为一组,每个样品各统计 20 组累计 1 000 粒石松孢子。每一组都分级统计:依据炭屑长轴粒径将其分为 10 ~ 30 μm、30 ~ 50 μm、50 ~ 100 μm 和 > 100 μm 四个等级(< 10 μm 的不统计),并根据炭屑形态分为近圆形状炭屑(长轴/短轴 < 2.5)和长条形炭屑两大类(长轴/短轴 > 2.5)。



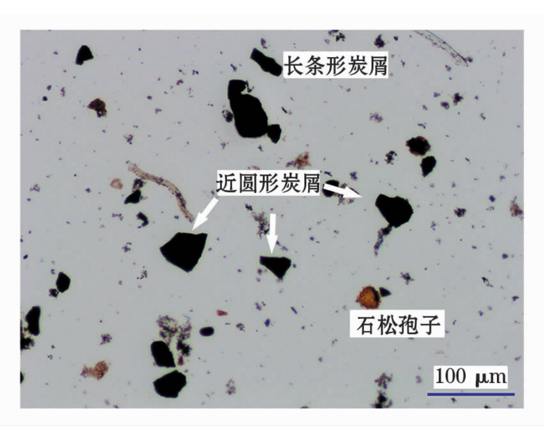


图 2 显微镜下炭屑、石松孢子图

Fig. 2 Microcharcoals and *Lycopodium* spores under the microscope

2 结果与讨论

2.1 分组统计对不同粒径炭屑含量的影响

根据分组统计法,每个样品统计外加石松孢子 20 组共 1 000 粒(50 粒石松孢子为一组)。通过对 16 个样品的不同粒径炭屑在全部粒径炭屑中所占百分比的分析发现:10 ~ 30 μm 的炭屑数量所占百分比在 16 个样品中均达到 70% 以上,各组平均值变化范围为 70.82% ~ 95.40%(图 3a);30 ~ 50 μm 与 50 ~ 100 μm 的炭屑数量所占百分比较低,且各样品之间差距较大,变化范围分别为 3.30% ~ 24.16%(图 3b)、1.10% ~ 12.40%(图 3c);而 > 100 μm 的炭屑含量在各样品中均较低,变化范围为 0.03% ~ 1.24%(图 3d)。

对单个样品而言,20 组统计数据之间存在一定差异,故影响累计百分比的变化,而造成误差的原因可能有:(1) 细粒炭屑在活动片上完全分布均匀难以实现;(2) 人工统计、样品制片及统计过程中存在一些偶然性误差导致各单组统计所得结果之间有所差异。但误差在统计工作中具有不可避免性,采取措施控制其在合理范围内,不对最终结果产生影响即可。此外,分组统计对 4 种粒径范围的统计误差的影响都不大。例如,对 < 30 μm 的粒径统计而言,每个样品 20 个随机组的标准偏差变化范围为 0.7% ~ 8.7%(平均为 3%),其中,标准偏差越小,则 20组统计数据值偏离平均值越少;30 ~ 50μm、50 ~

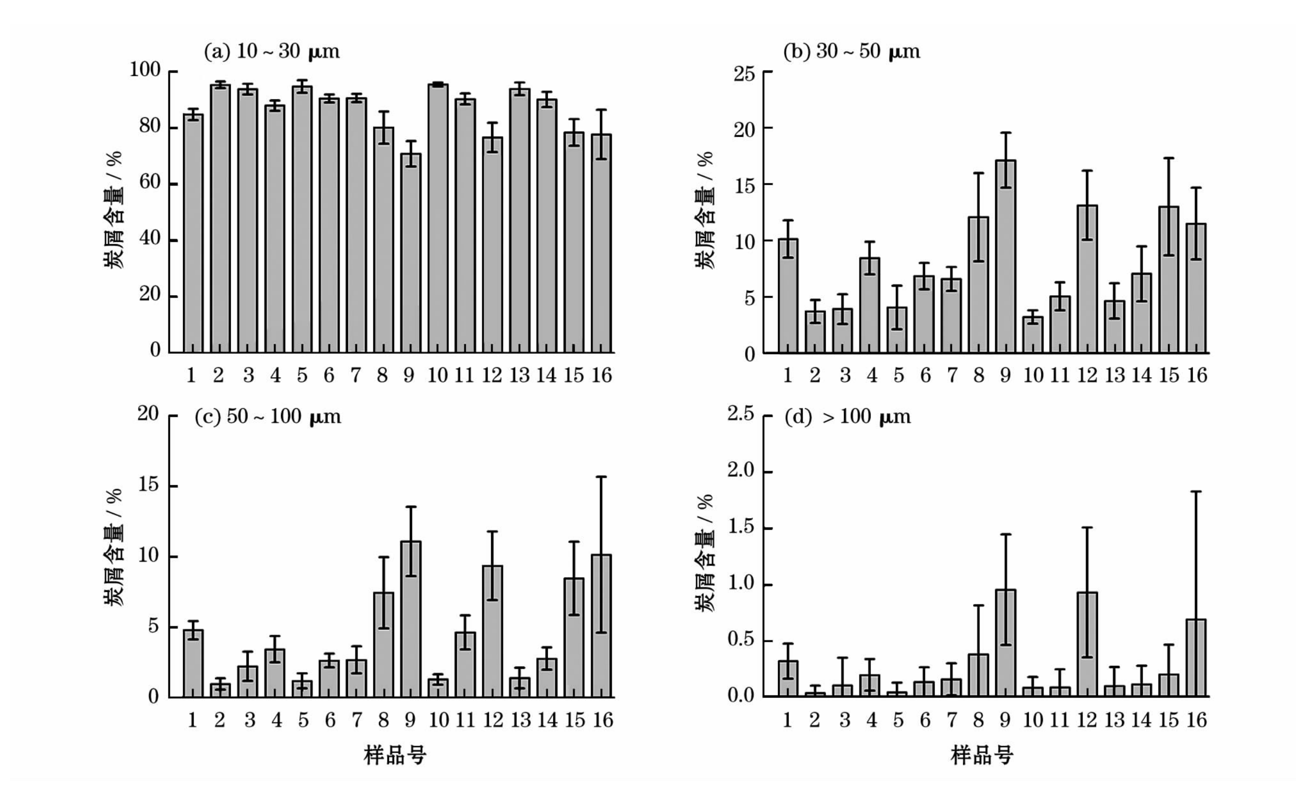


图 3　分组统计对炭屑百分比的影响

Fig. 3　Influence of counting by groups on the percentages of microcharcoal

100 μm、>100 μm 标准偏差变化范围分别为 0.5% ~4.3%、0.3% ~5.5%、0.06% ~1.2%(图 3)。结果表明,采用分组统计方法对实际结果影响较小。

2.2　石松孢子累计统计数量的对百分比和浓度的影响

本次实验中,选用 16 个样品,每个样品按照相同标准各统计 20 组,对比发现随机统计组数增加即所统计石松孢子数量的增加,各样品中不同粒径的炭屑所占百分比及浓度的增长速率逐渐变缓最后趋于平稳。以样品 1 为例:累计统计至 10 组时 10~30 μm 粒径的炭屑占炭屑总数量的百分比趋于平稳(百分比增量为 0.2%,图 4a);而炭屑浓度变化累计统计至 8 组时 10~30 μm 粒径变化则趋于稳定,浓度相对增量较小(36.668 57 粒·g^{-1})(图 4b)。

同一样品中粒径在 10~30 μm 之间的炭屑数量占全部炭屑数量的百分比较高,这个粒径范围内的炭屑累计百分比变化范围为 71.32% ~95.48%(基于 16 个样品),对炭屑总浓度影响较大,同时统计中此类较为细小的炭屑出现误差的概率更高,故需要统计更多的石松孢子。根据统计数据,当统计外加石松孢子数量为 500 粒即累计至 10 组,此时 10~30 μm 的炭屑百分比变化范围为 0.01% ~1.12%。此时,30~50 μm 的炭屑百分比变化范围 0.01% ~1.99%,50~100 μm 与 >100 μm 的炭屑百分比变化范围分别为 0.35% ~0.02%、0.002% ~0.07%,均对所统计炭屑总浓度和整体分布影响较小。

为对比统计石松粒数的增加对累计浓度的影响,将累计 1 组、累计 10 组不同粒径范围的炭屑浓度与累计 20 组结果作相关性分析,可见:两组数据与累计 20 组数据均显著性相关($P<0.001$),但累计 10 组的数据比累计 1 组数据的相关性更加明显,且不同粒径结果相关性均较为显著(表 1)。

此外,为更清楚的展示随着统计石松粒数的增加不同粒级的百分比和累计浓度变化的普遍规律,首先计算出每个样品 20 组不同粒径范围内炭屑累计百分比和累计浓度各组的 *z-score* 值,然后将 16 个样品的 *z-score* 值求平均值,结果显示统计组数达到 10 组(统计石松孢子数量应≥500 粒)数据变化趋势开始稳定,所得结论与上述一致(图 4c、4d)。其中,*z-score* 计算公式为:

$$z\text{-}score=(x-\mu)/\sigma \qquad (2)$$

式中:μ 为总体平均值;$(x-\mu)$ 为离均差;σ 为总体标准偏差。

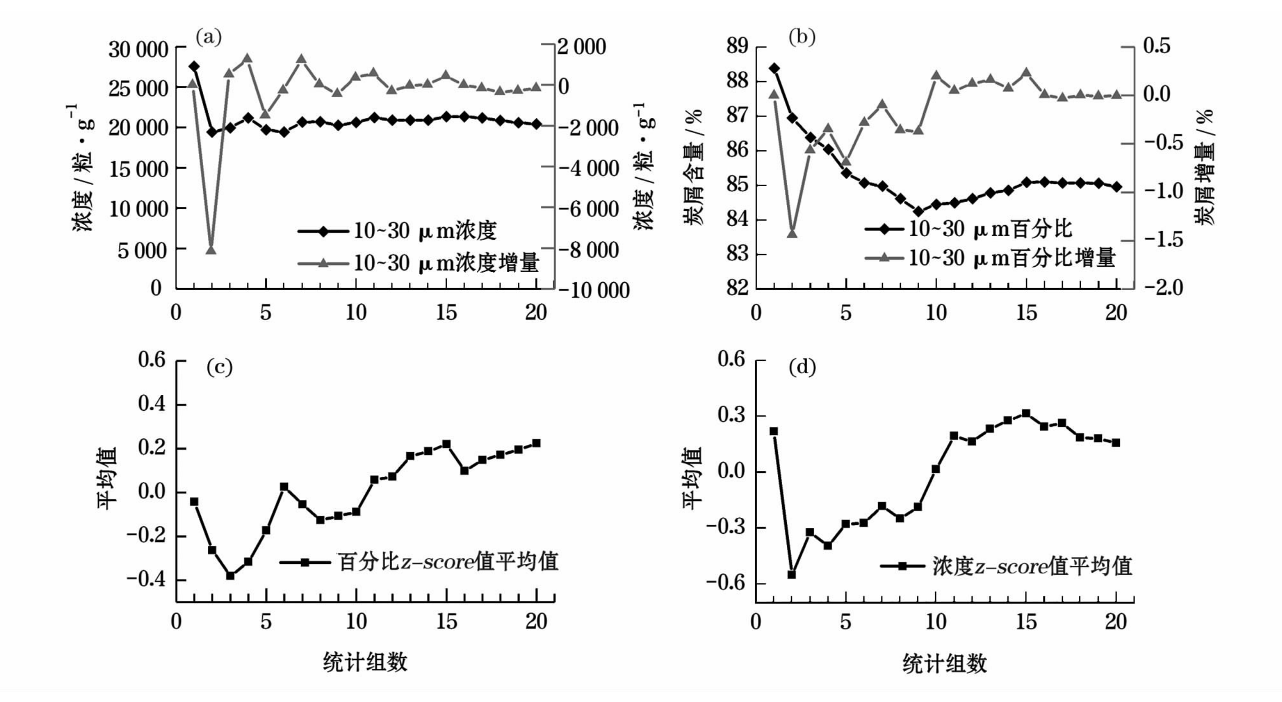


图 4 石松孢子统计数量对炭屑百分比和浓度的影响

Fig. 4 Influence of the counting number of *Lycopodium* spores on the percentages and concentrations of the microcharcoal

表 1 炭屑浓度结果 Spearman 相关性分析

Tab. 1 Spearman rank correlation analysis of the microcharcoal concentration

累计组数	比较项目	累计 20 组炭屑浓度 r
1	10~30 μm 炭屑浓度	0.903*
	30~50 μm 炭屑浓度	0.944*
	50~100 μm 炭屑浓度	0.947*
	>100 μm 炭屑浓度	0.634*
	总浓度	0.897*
10	10~30 μm 炭屑浓度	0.982*
	30~50 μm 炭屑浓度	0.994*
	50~100 μm 炭屑浓度	0.994*
	>100 μm 炭屑浓度	0.877*
	总浓度	0.993*

注:* 表示 $P<0.001$

2.3 石松孢子统计数量的对长圆比的影响

目前对炭屑形态的研究,很难鉴定到所燃烧植物的种属。炭屑统计工作中,根据炭屑长轴与短轴之比将其分为长条形炭屑和近圆形炭屑,以区分草本植物和木本植物[31-33]。长条形炭屑和近圆形炭屑的比例(即"长圆比")可用于判别沉积时期区域草本植物与木本植物生长优劣势,进而推断当时植被覆盖类型等信息。

由于黄土和古土壤沉积时期气候条件、植被类型不同,故在 S_0 ~ L_2 四个地层中各选取 1 个代表性样品进行对比分析(图 5a)。其中,样品 1 与样品 11 分别位于 S_0、S_1 古土壤层,样品 3 与样品 16 分别位于 L_1 和 L_2 黄土层。4 个样品中两种形态的炭屑的比值数据:随着统计组数的增加,炭屑累计长圆比有较小的波动变化(标准偏差:0.04 ~ 0.26),对结果影响较小;当统计组数小于 6 组时,长圆比值变化较大(标准偏差:0.08 ~ 0.26);统计组数由 7 组增加至 10 组之后,长圆比值变化较小(标准偏差:0.04 ~ 0.24)。将累计 6 组至累计 11 组结果与累计 20 组结果作 Spearman 相关性分析,结果表明:各累计组与累计 20 组结果相关性显著($P<0.001$),但累计到 9 组之后的相关性更强($r>0.9$)(表 2)。

为了更加清楚的显示12个样品中长圆比趋势

表 2 长圆比结果 Spearman 相关性分析

Tab. 2 Spearman rank correlation analysis of the L/R ratio of the microcharcoal

累计组数	累计 20 组长圆比 r
6	0.868*
7	0.879*
8	0.885*
9	0.941*
10	0.935*
11	0.941*

注:* 表示 $P<0.001$

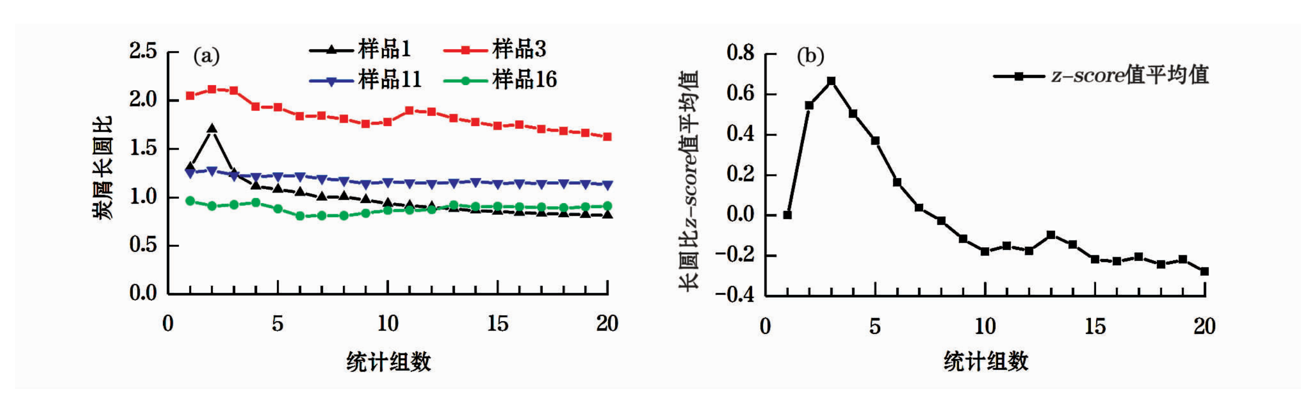


图 5　石松孢子统计数量对炭屑长圆比的影响

Fig. 5　Influence of the counting number of *Lycopodium* spores on the L/R ratio of microcharcoal.

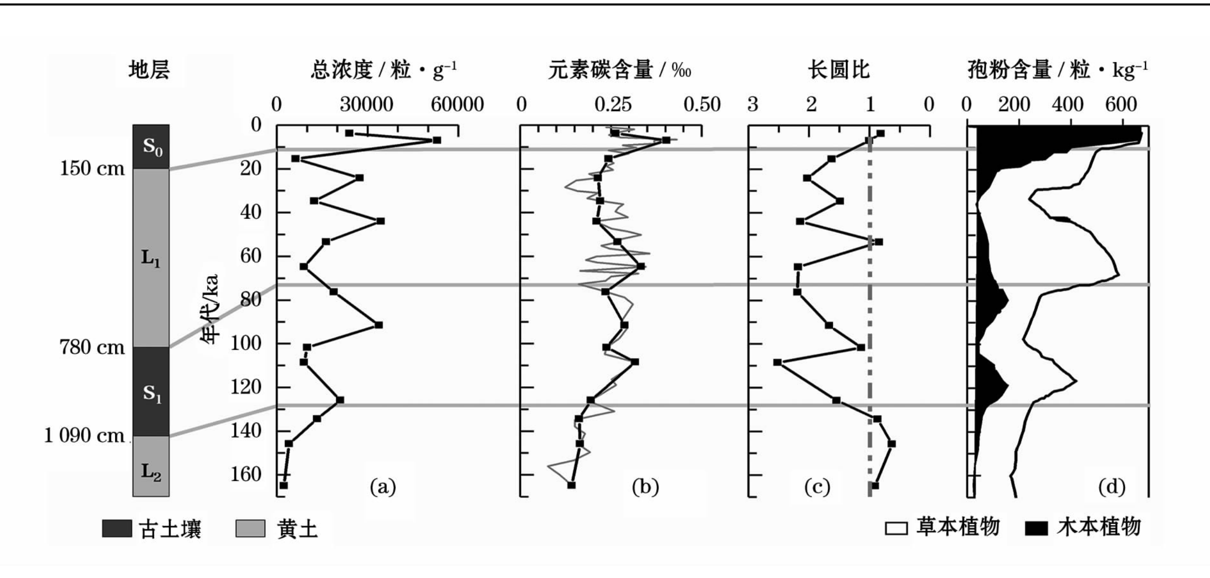
变化,将每个样品随组数增加长圆比的变化做均一化处理(用 *z-score* 值表示),计算 12 个样品的随组数增加的平均变化(*z-score* 的平均值,变化范围:-0.28 ~ 0.67),所得结果与单组变化结果相似。此外,结合 16 个样品 20 组累计长圆比 *z-score* 值平均值(图 5b),及考虑到可能存在单组误差影响(如图 5a 样品 1 第二组统计数据),统计工作中可适当增加统计组数,将统计数量提升至 500 粒或更多,以确保所得结果更加准确。如果所需准确度相对较低,或可以采取措施避免统计误差,则可以将统计数量降低为 300 粒。

2.4　炭屑浓度与长圆比分析

黄土—古土壤风成沉积序列是保存过去陆地环境信息的良好载体。通过代用指标(磁化率、粒度、$CaCO_3$ 含量、TOC、全铁含量、地球化学元素指标等)的分析,可以揭示古气候及古环境的变化[34-36]。已有研究表明中国黄土发育于冬季风较强的干冷气候条件,而古土壤沉积时期夏季风较强、气候相对暖湿[24]。黄土—古土壤交替沉积序列是地层形成时期土壤化程度不同所致,土壤化程度取决于气候和植被状况。一般而言,冰期干冷的气候条件有利于火灾的发生[37-38],因为干旱环境使得植被干枯易燃。但同时也有研究认为在相对温暖的间冰期火灾强度和频率更高[39-41],因为可供燃烧的植被丰沛使得火灾强度较大。不过可以确定的是:炭屑浓度高,指示火事件强烈,表明沉积时期研究区域可燃生物量充分;炭屑浓度低则指示火的活动较弱,研究区可燃生物量可能较少。本次实验所选样品包含有 9 个黄土样品(L_1 层 6 个,L_2 层 3 个)及 7 个古土壤样品(S_0 层 2 个,S_1 层 5 个),统计并绘制其炭屑浓度图(图 6a)与长圆比值图(图 6c)。

16 个样品中炭屑浓度变化范围 2.33×10^3 ~ 5.30×10^4 粒·g^{-1},平均值 18 424.34 粒·g^{-1},依据其深度绘制炭屑浓度变化图(图 6a)。可以看出,165 ka 以来该地区火活动较为频繁,有过几次较大的火灾记录。古土壤 S_0 层沉积时期,气候温暖湿润,植被较为繁茂,炭屑浓度出现峰值,可能与这一时期可燃物充足、区域性人类活动增多有关。黄土层 L_1 沉积期(73 ~ 11.5 ka)炭屑浓度整体变化具有一定波动性,可能与其所对应的末次冰期期间的气候波动事件有关。古土壤 S_1 层堆积早期炭屑浓度增高,可能与末次间冰期气候最好的时段 MIS5e(129 ~ 126 ka)植被增多有关。炭屑浓度最低值则出现在堆积期气候较为干冷的 L_2 黄土层,这一时期草本植物与木本植物孢粉含量均处于最低值(图 6d),故应是这一时期干冷的气候导致植被覆盖率较低,可燃生物量变少、炭屑浓度降低。炭屑浓度所指示的更为确切的气候环境变化情况需要更高分辨率的炭屑浓度研究。此外,炭屑浓度与该地区元素碳含量记录(图 6b)[41]有较好的对应关系。

本剖面样品中"长圆比"变化范围在 0.62 ~ 2.96之间,平均值为 1.53。长条形与近圆形炭屑分别与草本型植被和木本型植被相关[33]。长圆比值越大,表明长条形炭屑数量较多,即草本型植物在古火灾源区占据主导地位,反之则说明近圆形炭屑所代表的木本型植物占据优势地位。因此可以推测:样品所覆盖期间(~165 ka BP),研究区域植被类型为草本 - 木本混合型,但草本植物在多数时候更占优势。此结果与平凉地区已有的草本植物与木本植物的孢粉记录有较好的对应关系[42](图 6d)。



注:浅灰色为原始曲线,黑点为与本研究对应深度的点

图6 (a)灵台炭屑浓度(本研究);(b)灵台剖面元素碳含量[41];(c)灵台剖面炭屑长圆比(本研究);(d)平凉安村剖面孢粉含量[42]

Fig. 6 (a) Microcharcoal concentration records of the Lingtai profile; (b) Variations in elemental carbon of the Lingtai profile[41] (the light gray curve represents the original data, the black dots correspond to the samples of this study); (c) L/R (L: sub-long grains; R: sub-round grains) ratio of the microcharcoal of the Lingtai profile; (d) Comparison of woody and herbs pollen concentrations of the profile from Ancun, Pingliang.

3 结 论

当前采用孢粉流程法对炭屑进行的统计,主要依据孢粉鉴定统计的需要,用于计算的石松孢子数量(即外加石松孢子)具有较大的不确定性,从而可能造成炭屑结果的不稳定性。本研究主要探讨外加石松孢子的合理统计数量,可为后续相关统计工作及未来黄土—古土壤中利用孢粉流程法进行炭屑研究提供一定的参考和借鉴。分组统计法对各粒径炭屑百分比和浓度影响较小,且方便统计累计结果、能够清楚显示石松孢子统计数量与不同粒径炭屑所占百分比和浓度之间的关系。当统计的石松孢子累计至第10组(500粒)时,样品中炭屑累计浓度不再发生大的变化,不同粒径的炭屑所占百分比趋于稳定($r=0.993$);累计至第6组(300粒)之后长圆比值趋于稳定($r=0.868$),但若要追求更精准的长条形与圆形炭屑分配结果,可将统计数量提升在500粒($r=0.935$)或以上;此外,根据样品前处理效果、人工熟练程度等,在实际统计工作中可适当增减一组统计数据。故可以得出:利用孢粉流程法进行黄土—古土壤中微炭屑统计工作时需统计的外加石松孢子数量应当为500±50粒。

由炭屑浓度数据可知,自165 ka以来,灵台地区火活动频率较高,且与当时气候、环境变化有一定关系;而炭屑长圆比数据则表明这一时期覆盖植被为草本植物与木本植物混合型,但草本植物相对丰沛。关于黄土层与古土壤层中炭屑含量更为详细的对比差异需要更长时间序列的对比研究。未来本团队将致力于相关地区和时段内更为精细的炭屑数据研究,为上述科学问题提供更进一步的证据。

参考文献(References)

[1] FILION L. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec [J]. Nature, 1984, 309 (5968): 543-546.

[2] WINKLER M G. Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: A chemical assay [J]. Quaternary Research, 1985, 23(3): 313-326.

[3] PATTERSON W A, EDWARDS K J, MAGUIRE D J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire [J]. Quaternary Science Reviews, 1987, 6(1): 3-23.

[4] RHODES A N. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores [J]. Holocene, 1998, 8(1): 113-117.

[5] 伍婧,刘强. 晚冰期月亮湖炭屑记录反映的古气候演化[J]. 地质科学,2013,48(3): 860-869. [WU Jing, LIU Qiang. Char-

coal-recorded climate changes from Moon Lake in Late Glacial [J]. Chinese Journal of Geology, 2013, 48(3): 860 – 869.]

[6] 谭志海,黄春长,庞奖励,等. 渭河流域全新世土壤剖面木炭屑记录及其古环境意义[J]. 中国生态农业学报,2010,18(1):25 – 30. [TAN Zhihai, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Charcoal records of Holocene loess-soil sequences and its palaeoenvironmental significance in Weihe River Drainage [J]. Chinese Journal of Eco-Agriculture, 2010, 18(1): 25 – 30.]

[7] 仝秀芳. 湖北省太白湖孢粉与炭屑揭示的近 1 500 a 以来的气候变化与人类活动[D]. 南京:南京师范大学,2009. [TONG Xiufang. The pollen and charcoal record of Lake Taibai in Hubei Province reveal the climate change and human activities in the past 1 500 years[D]. Nanjing: Nanjing Normal University, 2009.]

[8] 罗运利,陈怀成,吴国瑄,等. 南海最近 3 个冰期旋回中的天然火与气候——ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录[J]. 中国科学(D 辑:地球科学),2001,31(10):854 – 860. [LUO Yunli, CHEN Huaicheng, WU Guoxuan, et al. Records of natural fire and climate history du ring the last three glacial-interglacial cycles around the South China Sea-Charcoal record from the ODP1114 [J]. Scientia Sinica (Terrae), 2001, 31(10): 854 – 860.]

[9] 李小强,周新郢,尚雪,等. 黄土炭屑分级统计方法及其在火演化研究中的意义[J]. 湖泊科学,2006,18(5):540 – 544. [LI Xiaoqiang, ZHOU Xinying, SHANG Xue, et al. Different-(kPa/℃) size method of charcoal analysis in loess and its significance in the study of fire variation[J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(5): 540 – 544.]

[10] 谭志海,黄春长,庞奖励,等. 陇东黄土高原北部全新世野火历史的木炭屑记录[J]. 第四纪研究,2008,28(4):733 – 738. [TAN Zhihai, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Charcoal recorded Holocene fire history in the northern part of the Longdong Loess Plateau [J]. Quaternary Sciences, 2008, 28 (4): 733 – 738.]

[11] 张红艳. 南洛河流域更新世黄土沉积揭示的古人类生存环境变迁[D]. 南京:南京大学, 2013. [ZHANG Hongyan. Pleistocene loess deposits reveal paleoenvironment of the hominins lived in the South Luo River region[D]. Nanjing: Nanjing University, 2013.]

[12] MIAO Y F, JIN H L, CUI J X. Human activity accelerating the rapid desertification of the Mu Us Sandy Lands, North China[J]. Scientific Reports, 2016, 6: 23003.

[13] MIAO Y F, ZHANG D J, CAI X M, et al. Holocene fire on the northeast Tibetan Plateau in relation to climate change and human activity[J]. Quaternary International, 2017, 443: 124 – 131.

[14] 曹艳峰,黄春长,韩军青,等. 黄土高原东西部全新世剖面炭屑记录的火环境变化[J]. 地理与地理信息科学,2007,23(1):92 – 96. [CAO Yanfeng, HUANG Chunchang, HAN Junqing, et al. Changes of fire environment recorded by charcoal hided in Holocene profile in the eastern and western Loess Plateau[J]. Geography and Geo-information Science, 2007, 23(1): 92 – 96.]

[15] MIAO Y F, WU F L, WARNY S, et al. Miocene fire intensification linked to continuous aridification on the Tibetan Plateau[J]. Geology, 2019, 47(4): 303 – 307.

[16] MA T, ZHENG Z, MAN M L, et al. Holocene fire and forest histories in relation to climate change and agriculture development in southeastern China[J]. Quaternary International, 2018, 488: 30 – 40.

[17] MIAO Y F, FANG X M, SONG CH, et al. Late Cenozoic fire enhancement response to aridification in mid-latitude Asia: Evidence from microcharcoal records [J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 139: 53 – 66.

[18] TAN Z H, HAN Y M, CAO J J, et al. The linkages with fires, vegetation composition and human activity in response to climate changes in the Chinese Loess Plateau during the Holocene[J]. Quaternary International, 2018, 488: 18 – 29.

[19] TAN Z H, MAO L J, HAN Y M, et al. Black carbon and charcoal records of fire and human land use over the past Cheek 11300 years at the Tongguan Kiln archaeological site, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2018, 504: 162 – 169.

[20] 王春玥. MIS – 2 早期冀东地区古环境变化特征与古人类活动[D]. 石家庄:河北师范大学, 2018. [WANG Chunyue. Environmental changes and human activities during the Early MIS – 2 period in the northeast past of North China Plain[D]. Shijiazhuang: Hebei Normal University, 2018.]

[21] 陆岸青,李珍,李杰,等. 越南红河流域沉积物的镜下碳屑分析实验室处理方法对比研究[J]. 第四纪研究,2009,29(4):825 – 830. [LU Anqing, LI Zhen, LI Jie, et al. Comparative experiments of extravting charcoals from sediment with microscope in the Red River Basin, Vietnam[J]. Quaternary Sciences, 2009, 29(4): 825 – 830.]

[22] 张健平,吕厚远. 现代植物炭屑形态的初步分析及其古环境意义[J]. 第四纪研究,2006,26(5):857 – 863. [ZHANG Jianping, LV Houyuan. Prelminary study of charcoal morphology and its environmental significance [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (5): 857 – 863.]

[23] 李宜垠,侯树芳,赵鹏飞. 微炭屑的几种统计方法比较及其对人类活动的指示意义[J]. 第四纪研究, 2010, 30(2):356 – 363. [LI Yiyin, HOU Shufang, ZHAO Pengfei. Comparison of different quantification methods for microfossil charcoal concentration and the implication for human activities[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(2): 356 – 363.]

[24] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985. [LIU Dongsheng. Loess and the environment [M]. Beijing: Science Press, 1985.]

[25] 周斌. 晚新生代以来灵台黄土剖面元素碳记录与气候环境变化[D]. 广州:中国科学院研究生院(广州地球化学研究所), 2005. [ZHOU Bin. The record of elemental carbon in the Loess of Lingtai Section since the Late Cenozoic and the environment and climate change[D]. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2005.]

[26] 孙东怀. 晚新生代黄土高原风尘序列的磁性地层与古气候记录[D]. 西安:中国科学院研究生院(地球环境研究所),1997. [SUN Donghuai. Magnetostratigraphy and paleoclimate records of Late Cenozoic eolian sequence in the Loess Plateau of China[D]. Xi'an: Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences,1997.]

[27] DING Z L,DERBYSHIRE E,YANG S L,et al. Stacked 2.6 – Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}O$ record[J]. Paleoceanography, 2002,17(3):1033,doi:10.1029/2001PA000725.

[28] HORN S,HORN R,ROGERBYRNE. An automated charcoal scanner for paleoecological studies[J]. Geoscience & Man, 1992, 16 (1):7 – 12.

[29] CLARK R L. Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections [J]. Pollen Et Spores, 1982, 24: 523 – 535.

[30] CLARK J S. Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling[J]. Quaternary Research,1988,30(1):67 – 80.

[31] DANIAU A-L,GONI M F S,MARTINEZ P,et al. Orbital-scale climate forcing of grassland burning in southern Africa[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America,2013,110(13):5069 – 5073.

[32] CRAWFORD A J,BELCHER C M. Charcoal morphometry for paleoecological analysis: The effects of fuel type and transportation on morphological parameters[J]. Applications in Plant Sciences, 2014,2(8):1400004.

[33] UMBANHOWAR C E,MCGRATH M J. Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood,leaves and grasses [J]. Holocene,1998,8(3):341 – 346.

[34] 黄春长,庞奖励,黄萍,等. 关中盆地西部黄土台塬全新世气候事件研究[J]. 干旱区地理,2002,25(1):10 – 15. [HUANG Chunchang,PANG Jiangli,HUANG Ping,et al. Holocene climatic events on the loess tableland in the western Guanzhong Basin,China[J]. Arid Land Geography,2002,25(1):10 – 15.]

[35] 刘浩,贾佳,路彩晨,等. 则克台黄土粒度组分分离及其记录的末次冰期气候波动[J]. 干旱区地理,2018,41(6):1260 – 1269. [LIU Hao, JIA Jia, LU Caichen, et al. Multi-components separation of loess grain size in Zeketai and the recorded climate fluctuation during the last glacial period[J]. Arid Land Geography,2018,41(6):1260 – 1269.]

[36] 翟新伟,李富强,吴松. 会宁剖面黄土粒度记录的 MIS3 阶段气候变化研究[J]. 干旱区地理,2013,36(5):773 – 780. [ZHAI Xinwei,LI Fuqiang,WU Song. Huining MIS3 stage climate change based on the loess grain size record[J]. Arid Land Geography, 2013,36(5):773 – 780.]

[37] DANIAU A L,GOÑI M F S,DUPRAT J. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04 – 2845,Bay of Biscay[J]. Quaternary Research, 2009,71(3):385 – 396.

[38] WANG X,PENG P A,DING Z L. Black carbon records in Chinese Loess Plateau over the last two glacial cycles and implications for paleofires[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2005,223(1):9 – 19.

[39] DANIAU A L,HARRISON S P,BARTLEIN P J. Fire regimes during the Last Glacial[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29 (21):2918 – 2930.

[40] DANIAU A L,SÁNCHEZ-GOÑI M F,BEAUFORT L,et al. Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia [J]. Quaternary Science Reviews, 2007, 26 (9):1369 – 1383.

[41] 周斌,沈承德,孙彦敏,等. 370 ka 以来灵台黄土剖面元素碳记录及其对气候环境变化的响应[J]. 科学通报,2006,51(10):1211 – 1217. [ZHOU Bin,SHEN Chengde,SUN Yanmin,et al. A biomass burning record from the Lingtai loess section during the last 370 ka and implication for climate and environment[J]. Chinese Science Bulletin,2006,51(10):1211 – 1217.]

[42] 刘俊峰,苏英. 甘肃平凉地区约 80 万年以来的植被与气候变迁[J]. 地理研究,1994,13(4):90 – 97. [LIU Junfeng, SU Ying. The changes of vegetation and climate in Pingliang region, Gansu Province since about 800 000 YR B. P. [J]. Geographical Research,1994,13(4):90 – 97.]

Statistical problem of microcharcoal in Loess sediments based on the pollen methodology

WANG Zi-sha[1,2], ZHAO Yong-tao[1], MIAO Yun-fa[1,2], ZOU Ya-guo[1], TANG Guo-qian[3]

(1 *Key Laboratory of Desert and Desertification, Northwest Institute of Ecology and Environmental Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *Gansu, China*;

2 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*; 3 *Lanzhou University, Lanzhou* 730000, *Gansu, China*)

Abstract: Fire plays an important role in studies of paleoclimate change and human activities. Microcharcoal in sediments can indicate the extent, frequency and variation of wildfires throughout geological history. Studies of microcharcoal fires based on pollen methodologies have received extensive attention from researchers, however, statistical approache to *lycopodium* spores related to the needs of sporopollen statistics are uncertain, and this may result in the instability of results of microcharcoal. The Lingtai (LT) profile (33°04′ N, 107°39′) chosen for this study is located in Lingtai County, Gansu Province, China. 16 samples from different layers were selected throughout the 13 m profile (S_0 ~ L_2), nine of which were in the loess layers and seven in the paleosol layers. All samples were extracted by a standard pollen methodology (adding a known number of *lycopodium* spores to each sample in order to calculate microcharcoal concentrations). To obtain the number of *lycopodium* spores that should be counted in microcharcoal research, 20 groups were counted for each sample and 50 *lycopodium* spores for each group, giving a total of 1000 *lycopodium* spores. Two distinct shapes of microcharcoal were identified: sub-round (length/width < 2.5, *R*) and sub-long (length/width > 2.5, *L*), which respectively represent woody and herb sources. The data were then divided into four groups of grain-size groups: ~10 – 30 μm, ~30 – 50 μm, ~50 – 100 μm, and > 100 μm. Results showed that the percentages and concentrations of microcharcoal in the 20 groups studied were similar but exhibited some fluctuation (standard deviation: 0.06% ~ 8.7%). We compared the data from the first accumulating group (i. e., one group) to the twentieth accumulating group (i. e., a total of twenty groups), finding that when the total number of *lycopodium* spores is greater than 500, the accumulated microcharcoal concentration in each sample no longer shows significant change, and the percentages of each grain-size group tend to be stable. When the total number of *lycopodium* spores is 300 or greater, *L/R* ratios tend to be stable (standard deviation: ~0.01 – 0.24; r = 0.87). The results of Spearman correlation analysis of the data are consistent with the above results. Therefore, we suggest that the number of *lycopodium* spores to be counted in microcharcoal research should be 500 ± 50. Additionally, the microcharcoal concentration range between $2.33 \times 10^3 - 5.30 \times 10^4$ grains · g^{-1} has an average of 18 424.34 grains · g^{-1}. The "*L/R*" ratios range between 0.26 and 2.96, averaging 1.53. Our data show that, since 165 ka, fire events have been more frequent in the Lingtai area, and herbaceous vegetation has been more dominant than woody vegetation. These findings correspond well with the elemental carbon content of the loess-paleosol, indicating that the occurrence of paleo-fires in the area is closely related to environmental change. This study explores the reasonable number of *lycopodium* spores that should be counted to ensure the quality of data in work based on the standard pollen methodology. The results provide references for statisticians and statistical standards for subsequent studies of microcharcoal in loess-paleosols.

Key words: Loess Plateau; microcharcoal statistics; paleo-fire; environmental change